

Eléments de cours de Géologie : les illustrations et les commentaires seront examinés pendant les séances de cours

Chapitre 6

GEOCHRONOLOGIE

La *géochronologie* (ou géologie historique) est une discipline basée sur la *stratigraphie*. Celle-ci est une science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires généralement arrangés en couches ou "*strates*". Chaque couche géologique est caractérisée par son contenu lithostratigraphique et biostratigraphique :

-la *lithostratigraphie* = la description du contenu lithologique des couches. La nature des roches sédimentaires nous informe sur le milieu de sédimentation et comment cet environnement a évolué dans le temps.

-la *biostratigraphie* = la description des fossiles que contient une strate dont l'unité est la *biozone* (faune et flore relatives à un temps). Elle nous renseigne sur l'évolution de ces fossiles dans le temps et dans l'espace dans leur environnement sédimentaire.

- notion de faciès (voir TD)

La *chronostratigraphie* consiste à définir les intervalles de temps des strates et à retracer les différentes évolutions paléogéographiques

Pour repérer un événement passé (=Paléogéographie), on peut:

- le situer par rapport à un autre c'est-à-dire établir sa *chronologie relative* (les mammifères sont apparus après les reptiles).

- ou bien indiquer la date à laquelle il s'est produit c'est-à-dire établir sa *chronologie absolue* (les mammifères sont apparus il y a 200 millions d'années).

I - CHRONOLOGIE RELATIVE

La stratigraphie permet de reconstruire les événements géologiques grâce à l'établissement d'une chronologie relative des terrains par l'application des principes suivants :

1°) - Principe d'actualisme :

Les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le passé.

2°) - Principe de superposition,

Dans leur disposition originelle, les strates sont généralement horizontales, et superposées dans l'ordre chronologique de leur dépôt. On dit qu'elles sont en *superposition normale* (*concordantes*), c'est-à-dire que chaque couche est plus ancienne que celle qui la recouvre (fig.1).

Une strate est définie par sa limite supérieure (toit), sa limite inférieure (mur) et son épaisseur.

La disposition des âges dans une carte géologique, suit le principe de superposition : terrains plus jeunes en haut, et les plus vieux en bas.

3°) - Principe de continuité

Une couche, définie par un faciès donné (ensemble des conditions de dépôt du sédiment ayant donné naissance à la roche), est de même âge sur toute son étendue (fig.2).

4°) – Principe d'identité paléontologique

Deux couches ou deux séries de couches sédimentaires de même contenu paléontologique en fossiles stratigraphiques (et de lithologie différente ou pas) ont le même âge (fig.3).

Les fossiles sont caractérisés par une extension géographique maximale et une extension chronologique minimale.

Les "mauvais" fossiles présentent une forme constante pendant une longue durée.

5°) - Principe de recoupement

Un objet géologique qui recoupe un autre lui est postérieur. Il peut s'agir d'une intrusion de roches plutonique ou éruptives qui recoupe des couches précédemment déposées dans un bassin sédimentaire (fig.4).

6°) – Principe de « recouvrement »

Une structure (couche sédimentaire ou volcano-sédimentaire ou coulée volcanique...) qui en recouvre une autre (déformée ou pas) est postérieure à cette dernière

Une des applications importantes de ce principe est la notion de *discordance* stratigraphique.

On appelle *discordance*, une limite qui exprime une interruption dans la sédimentation pendant un intervalle de temps. Elle peut se présenter par sous deux formes :

- La *discordance de ravinement* représentée par une surface irrégulière d'érosion entre des strates parallèles. Cette surface exprime la cessation de la sédimentation plus leur ravinement (érosion) mais sans déformation (fig.5).

- La *discordance angulaire* représentée par une surface d'érosion recoupant d'anciennes séquences déformées. Cette discordance implique le plissement (ou le basculement) et le soulèvement, l'érosion d'anciennes couches sur lesquelles reposent de nouvelles couches. Souvent les strates récemment déposées se trouvent directement au-dessus de roches ignées ou métamorphiques intercalées dans la série plissée (fig.6).

7°) – Les critères de polarité des couches

Pour déterminer si une série de couches est en superposition normale ou inverse, on compare l'âge de ces couches d'après les fossiles stratigraphiques qu'elles contiennent. Si ces derniers n'existent pas (couches azoïques), on utilise des *critères sédimentaires de polarité des couches*. Il s'agit d'un ensemble de figures sédimentaires permettant de distinguer le sommet (le haut = la partie la plus récente) de la base (le bas = la partie la plus ancienne) d'une strate ou d'une série de couches. Ces critères de polarité sont nombreux et de différentes natures dont voici quelques exemples (fig.7):

- ~ granoclassement décroissant (7a),
- ~ ravinement indiquant une surface d'une couche (7b),
- ~ fragments d'une couche contenus dans une autre couche, celle-ci est alors la plus récente des deux (7c);
- ~ figures de charges et empreintes vermiformes saillantes sur la surface basale des couches (7d).
- ~ lits concaves qui indiquent le haut d'une couche, dans un dépôt à stratification oblique tronqué dans sa partie supérieure (7e);
- ~ étude des fossiles dans leur environnement :
- ~ fossiles ayant conservé leur position de vie pendant la sédimentation (7f);
- ~ remplissage des coquilles (7g)

II - CHRONOLOGIE ABSOLUE

1°) - Introduction

La chronologie absolue de mesurer des durées des phénomènes géologiques et des objets géologiques (roche, minéral) grâce à des techniques qui s'appuient sur la **désintégration radioactive** d'isotopes de certains éléments chimiques. La radioactivité correspond à des changements naturels ou artificiels du nombre de protons et de neutrons de noyaux dits instables.

On appelle **isotopes**, les atomes d'un élément qui contiennent des nombres différents de neutrons. On identifie un isotope par son **nombre de masse**, qui représente la somme des neutrons plus protons. Par exemple, tous les atomes de carbone contiennent 6 protons, mais ces derniers peuvent se lier à 6, 7, ou 8 neutrons.

Les isotopes radioactifs majeurs **P** (pères) et leurs produits **F** (fils) utilisés en géologie sont $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$, $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$, $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ (pour les longues durées) et $^{14}\text{C}/^{14}\text{N}$ pour les courtes durées).

Le tableau ci-après donne une idée sur les tranches d'âge pouvant être obtenues en étudiant quelques couples d'isotopes:

COUPLES D'ISOTOPES	PERIODES	AGES MESURES
$^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$	4,47 GA	> 25 MA
$^{87}\text{Rb} / ^{87}\text{Sr}$	48,8 GA	> 100 MA
$^{40}\text{K} / ^{40}\text{Ar}$	1,31 GA	1 à 300 MA
$^{14}\text{C} / ^{14}\text{N}$	5 730 années	100 à 50 000 ans

2°).- Principe de datation radiométrique

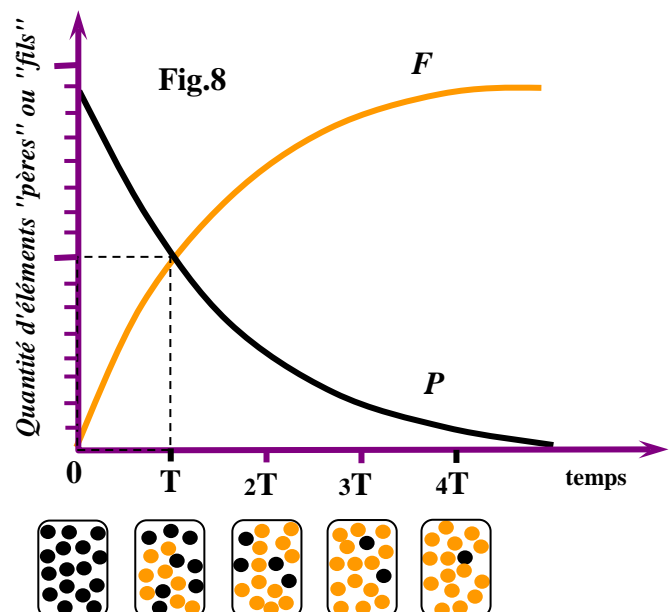
La loi de la désintégration est la même pour chaque élément radioactif même si le taux de désintégration varie d'un élément à un autre.

Un élément **P** radioactif se désintègre progressivement en élément **F**. Cette désintégration est beaucoup plus abondante qu'il s'est écoulé plus de temps

La figure 8 montre que la proportion d'atomes pères (P) qui se désintègrent pendant chaque unité de temps (dt) est toujours la même. Le nombre d'atomes pères se désintégrant diminue de manière continue en même temps que le nombre d'atomes fils augmente proportionnellement.

- A $t=T$, il ne reste plus que 8 isotopes noirs, 8 isotopes blancs ont été produits.
- A $t=2T$, il ne reste plus que 4 noirs pour 12 blancs,
- A $t=3T$, il ne reste plus que 2 noirs pour 14 blancs,
- A $t=4T$, il ne reste plus que 1 noir pour 15 blancs

On est parti d'un système à 16 éléments isotopiques et il y en a toujours 16 dans le système : on dit que le système est **clos** ou **fermé**, il n'y a pas d'apport extérieur ou de pertes.



La désintégration de l'élément **P** suit une loi exponentielle exprimée par une équation qui décrit le changement (**dP**) du nombre d'atomes pères (**P**) par intervalle de temps (**dt**):

$\frac{dP}{dt} = -\lambda \cdot P_0$ où **P** est le nombre initial d'atomes pères et **P** le nombre d'atome à l'instant **t** et λ est la *constante de désintégration* de l'élément radioactif et elle s'exprime en an^{-1} .

Cette équation s'intègre en fonction du temps : $P = P_0 e^{-\lambda t}$ ou bien $P_0 = P e^{\lambda t}$

Comme $P_0 = P + F$, l'intégration de cette équation donne $t = \frac{1}{\lambda} \cdot \log_n (1 + (F/P))$ (I)

Chaque élément radioactif, est également, caractérisé par sa *période ou demi-vie* **T** au bout de laquelle la moitié de l'élément père **P** s'est désintégré. $P_0/2 = P_0 e^{-\lambda T} \rightarrow \lambda = \log_n 2/T$.

En général, nous ne connaissons pas la valeur de **P**, mais nous pouvons mesurer le nombre d'atomes pères **P** et celui de fils **F** dans un échantillon. On détermine alors le rapport **F/P**; ce qui suppose que l'élément **F** n'est pas lui-même radioactif.

Dans la pratique on utilise la formule $t = \frac{1}{\lambda} \cdot \log_n (1 + (F/P))$

Dans beaucoup de cas il faut tenir compte du fait que des isotopes **F** peuvent exister au départ (**F**₀) dans la roche indépendamment de la radioactivité de **P**. On a alors : $F = F_0 + F^*$

F* est le produit de désintégration de **P**, on a : $F^* = P_0 - P$

Comme $P = P_0 e^{-\lambda t}$ ou bien $P_0 = P e^{\lambda t}$

On aura : $F^* = P (e^{\lambda t} - 1)$ et donc $F_{\text{mesuré}} = F_0 \text{ initial} + P_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$ (II)

3°) - Méthodes de datation des périodes anciennes

3.1 La méthode Rb (rubidium) / Sr (strontium)

Lors de la formation d'une roche magmatique, du rubidium et du strontium sont intégrés dans les réseaux cristallins de certains minéraux (micas, feldspaths). Chacun de ces éléments se présente sous plusieurs formes isotopiques : ⁸⁵Rb et ⁸⁷Rb d'une part, ⁸⁸Sr, ⁸⁷Sr, ⁸⁶Sr et ⁸⁴Sr d'autre part.

L'isotope ⁸⁷Rb, radioactif, se désintègre en donnant ⁸⁷Sr : (T = 48,8 milliards d'années et $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$).

Or on ne connaît pas la quantité initiale de ces éléments dans les minéraux de la roche à la fermeture du système, que ce soit celle de **P** ou celle de **F** qui n'est pas nulle au départ. Dans ce cas on applique l'équation II ($F_{\text{mesuré}} = F_0 \text{ initial} + P_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1)$) qui devient :

$$^{87}\text{Sr}_{\text{mesuré}} = ^{87}\text{Sr}_0 \text{ initial} + ^{87}\text{Rb}_{\text{mesuré}} (e^{\lambda t} - 1) :$$

On dispose ainsi d'une équation à deux inconnues : la quantité $^{87}\text{Sr}_0 \text{ initial}$ et le temps **t** de désintégration du ⁸⁷Rb en ⁸⁷Sr qu'il faut résoudre.

Pour cela, il faut comprendre que deux minéraux (ou deux roches) cristallisant à partir d'un même magma intégreront dans leur réseau cristallin du strontium avec un rapport isotopique ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr identique à celui du magma d'origine. On dit que ces échantillons sont *cogénétiques*.

Sachant que ⁸⁷Sr est stable et que ⁸⁶Sr n'est ni radioactif ni radiogénique, la quantité de cet isotope ne varie pas au cours du temps dans un système clos et $^{86}\text{Sr} = ^{86}\text{Sr}_0$. Si on divise toute l'équation par le nombre de l'isotope ⁸⁶Sr, l'équation devient donc :

$$\{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\}_{\text{mesuré}} = \{^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}\}_{\text{initial}} + \{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}\}_{\text{mesuré}} \times \{e^{\lambda t} - 1\} \quad (\text{équation III})$$

III)

Cette équation exprime une fonction sous la forme : $y = Ax + B$ où les inconnues recherchées sont :

$A = \{e^{\lambda t} - 1\}$ qui est la pente

$B = \{^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}\}_{\text{initial}}$ qui est une constante n'ayant pas changé (les isotopes ont les mêmes propriétés chimiques) Pour trouver la valeur B, il faut opérer de la façon suivante :

(a) - Effectuer les mesures (par spectrométrie de masse), des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sur plusieurs échantillons d'un granite par exemple qui correspond à un système clos.

(b) - Construire un graphe et reporter les mesures $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sur l'axe des ordonnées (y) et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sur l'axe des (x).

(c) - Ces mesures se répartissent sur une droite dite *isochrone*. L'intersection de cette droite avec l'axe des ordonnées donne la valeur B du $\{^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}\}_{\text{initial}}$.

(e) - Connaissant B et la constante de désintégration λ , on peut déduire t à partir de l'équation III précédente qui devient :

$$\{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\}_{\text{mesuré}} = \{^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}\}_{\text{initial}} + \{^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}\}_{\text{mesuré}} \times t \times \lambda$$

Le graphe de la figure 12 illustre ce raisonnement en fonction du temps dans un graphe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ pour 6 échantillons d'un même magma de départ, qui ont donc le même rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$.

3.2 La méthode K (potassium) / Ar (argon)

Le ^{40}K se désintègre en ^{40}Ar : ($T = 1,31$ milliards d'années et $\lambda = 5,81 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$).

Dans cette méthode, c'est la quantité ^{40}Ar (F) formé au cours du temps que l'on va mesurer, car avant la fermeture du système l'argon formé par désintégration de ^{40}K est éliminé dans le milieu (dégazage du magma au cours de sa progression vers la surface, par exemple). Lorsque la température est devenue assez basse pour que la cristallisation soit achevée, le système se ferme et le chronomètre isotopique est remis à zéro. L'âge de la roche est donc l'âge de la fin de son refroidissement. Cet âge est donné par la formule de l'équation I:

$$t = 1/\lambda \cdot \log_n (1 + (F/P)) \quad \text{ou} \quad t = 1/\lambda \cdot \log_n (1 + (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}))$$

4°) – Une méthode de datation des périodes récentes : la méthode au ^{14}C

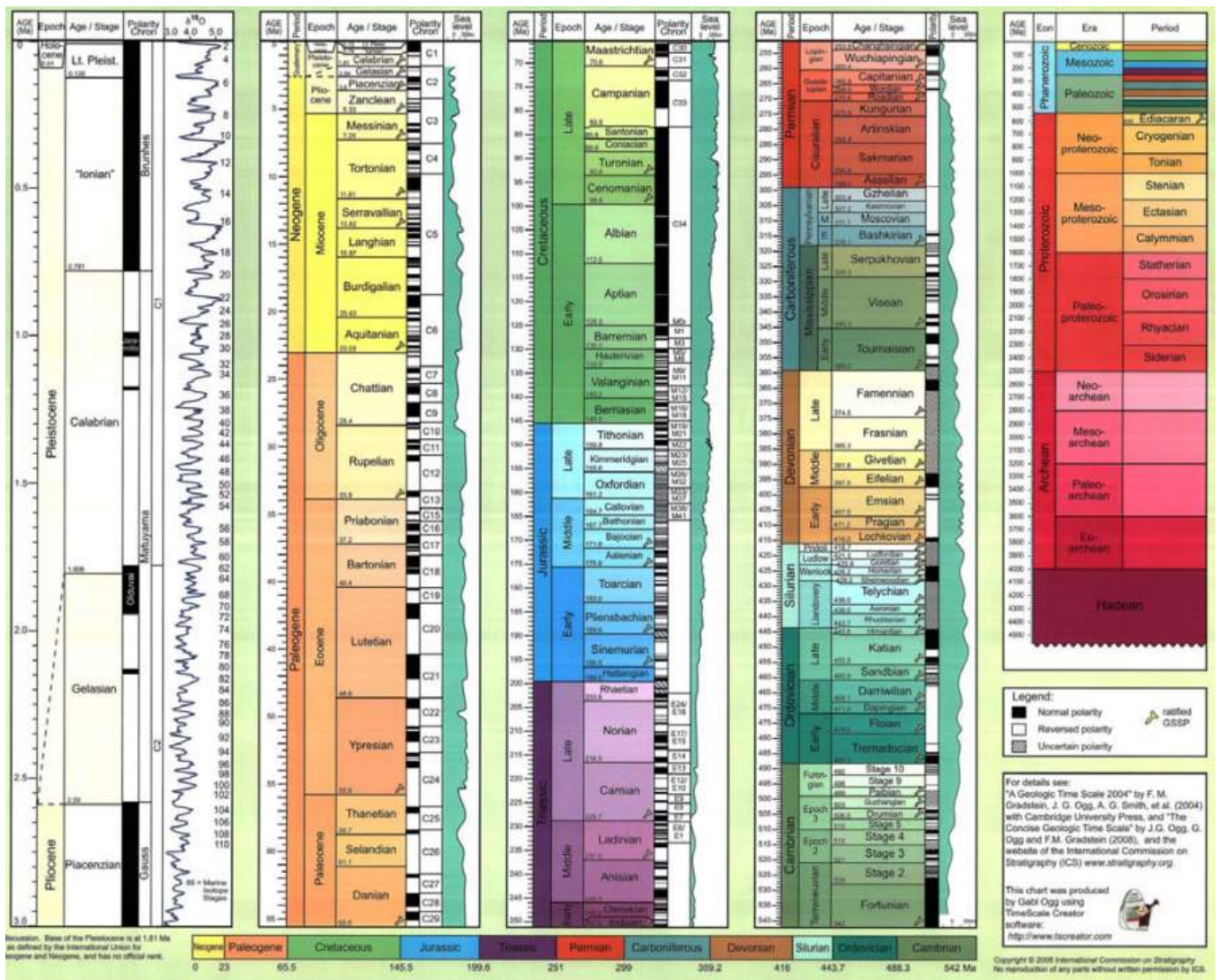
C'est une méthode adaptée aux temps récents, car la période du ^{14}C est courte.

Le ^{14}C se désintègre en ^{14}N : ($T = 5.730$ années et $\lambda = 1,245 \cdot 10^{-4} \text{ an}^{-1}$).

Le carbone existe dans la nature sous forme de 3 isotopes : ^{12}C , ^{13}C et un isotope radioactif le ^{14}C , rare et formé dans la haute atmosphère. Rapidement intégré au CO_2 ambiant, ce dernier est mélangé au CO_2 non radioactif de l'atmosphère et les plantes l'incorporent lors de la photosynthèse. On le retrouve dans les chaînes alimentaires : tout être vivant contient donc dans ses tissus une proportion de ^{14}C qui reste constante au cours de sa vie, car le carbone est renouvelé en permanence.

La production de ^{14}C étant supposée régulière, on considère que le rapport $^{14}\text{C} / ^{12}\text{C}$ est constant chez tous les êtres vivants qui échangent du CO_2 avec l'atmosphère.

A la mort d'un organisme ou lors de la précipitation d'un carbonate isolé de l'atmosphère, le carbone n'est plus renouvelé et le ^{14}C se désintègre. Le système se ferme et l'élément-fils ^{14}N s'échappe et ne sera pas pris en compte dans la mesure. Le dosage du ^{14}C résiduel dans un



1° - Les Eons (=Eonothèmes)

Un *éon* représente l'intervalle de temps géologique le plus grand de plusieurs centaines de millions d'années. Il en existe quatre:

- Le **Hadéen** couvre le début de l'histoire de la Terre - 4600 millions d'années (Ma) à 4000 Ma. Il n'existe plus de roches de cette âge à cause de l'érosion et de la subduction. L'Hadéen est suivi par

- L'**Archéen** (4000 Ma à 2500 Ma) qui représente les roches les plus anciennes sur Terre. Ces roches contiennent des traces d'organismes microscopiques (bactéries).

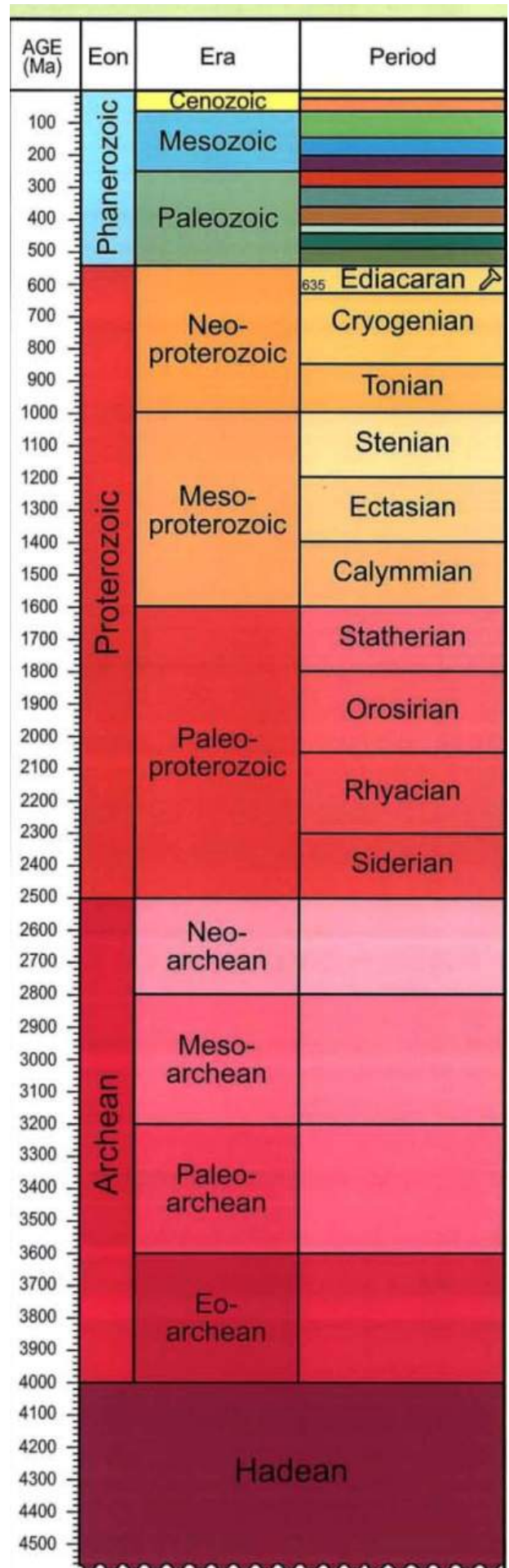
- Le **Protérozoïque** (2500 Ma à 542 Ma) suit l'Archéen et ses roches contiennent des traces de micro-organismes multicellulaires mais il y manque certaines parties solides. La stratigraphie des roches archéennes et protérozoïques est moins connue que celle des roches plus jeunes parce que ces roches anciennes ont été déformées, métamorphisées et érodées.

- Le **Phanérozoïque** (542 Ma à aujourd'hui) est l'éon le plus récent. Les roches du Phanérozoïque contiennent beaucoup d'évidence de vie et les parties solides des organismes sont bien fossilisées.

2° - Les Eres (= Erathèmes)

Les éons sont subdivisés en *ères* dont les limites sont marquées par de grands bouleversements biologiques (grandes extinctions), paléogéographiques (Orogenèse). Une ère géologique reprend l'intervalle de temps défini sur base des organismes présents dans ces roches. Il existe 4 ères archéens et 3 ères protérozoïques, alors que l'éon phanérozoïque est subdivisé en 3 ères. Du plus récent au plus ancien on distingue :

- **Le Cénozoïque** (vie récente - 66,5 Ma à aujourd'hui): durée 66,5 Ma
- **Le Mésozoïque** (vie intermédiaire - 251 Ma à - 66,5 Ma): durée 184,6Ma
- **Le Paléozoïque** (vie ancienne - 542 Ma à - 251 Ma): durée 291 Ma
- **Le Néoprotérozoïque** (- 1000 Ma à - 542 Ma): durée 458 Ma
- **Le Mésoprotérozoïque** (- 1600 Ma à - 1000 Ma): durée 600 Ma
- **Le Paléoprotérozoïque** (- 2500 Ma à - 1600 Ma): durée 900 Ma



- **Le Néoarchéen** (- 2800 Ma à - 2500 Ma): durée 300 Ma
- **Le Mésoarchéen** (- 3200 Ma à - 2800 Ma): durée 600 Ma
- **Le Paléoarchéen** (- 3600 Ma à - 3200 Ma): durée 400 Ma
- **L'Eoarchéen** (- 4000 Ma à - 3600 Ma): durée 600 Ma

3°) - Les périodes (=Systèmes)

Les dernières regroupent des étages sur des références lithologiques (Carbonifère, Crétacé), paléontologiques (Nummulitique = Paléogène) ou autres. Les périodes du Phanérozoïque sont les suivants :

- Paléozoïque : *Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Carbonifère, Permien,*
- Mésozoïque : *Trias, Jurassique, Crétacé,*
- Cénozoïque : *Paléogène, Néogène, Quaternaire.*

Il a fallu plus de 100 ans pour définir ces périodes sur base de l'étude biostratigraphique des affleurements de l'Angleterre, de l'Allemagne, de la Suisse, de la Russie et des Etats-Unis. Leurs noms reflètent la géographie de l'endroit de leur découverte ou les caractéristiques de leurs strates.

4°) - Les époques (=Séries)

Les *périodes* sont subdivisées en *époques* sur la base d'association de fossiles stratigraphiques spécifiques. Leur durée moyenne est d'environ 15 Ma (sauf pour le Quaternaire).

Leurs limites suivent les mêmes règles que pour les Périodes.

Désignation : adjectif inf., moyen, sup. (Crétacé inf., sup.) ou encore « -cène » (Eocène, Oligocène).

5°) - Les étages (=Ages)

Les étages successifs sont désignés par un nom de lieu qui évoque le **stratotype** (formation géologique référencée mondialement qui a caractérisé cette période). Plusieurs étages forment une *époque*. Le nom de l'étage est le plus souvent dérivé de celui d'un lieu géographique ou historique, actuel ou antique auquel on ajoute le suffixe *ien*.

6°) – Remarques

- les étages sont utilisés par les spécialistes
- Les limites adoptées pour séparer les subdivisions de l'échelle de chronologie relative font l'objet de discussions et de mises au point périodique. La dernière date de 2008.

AGE (Ma)	Period	Epoch	Age / Stage
255	Permian	Lopingian	253.8 Changhsingian
260			260.4 Wuchiapingian
265		Guadalupian	265.8 Capitanian
270			268.0 Wordian
270.6			270.6 Roadian
275			275.6 Kungurian
280		Cisuralian	Artinskian
285			284.4
290			Sakmarian
295			294.6 Asselian
300			299.0
305	Carboniferous	Pennsylvanian	303.4 Gzhelian
310			307.2 Kasimovian
311.7			311.7 Moscovian
315		F	318.1 Bashkirian
320			318.1
325		Late	Serpukhovian
330			328.3
335		Mississippian	Visean
340			345.3
345			Tournaisian
350		Early	359.2
355			359.2
360	Devonian	Late	Famennian
365			374.5
370			Frasnian
375		Middle	385.3 Givetian
380			391.8 Eifelian
385			397.5
390			Emsian
395		Early	407.0 Pragian
400			411.2 Lochkovian
405			416.0
410	Silurian	Pridoli	418.7 Ludfordian
415			421.3 Gorstian
420		Ludlow	422.9 Homerian
425			426.2 Sheinwoodian
430		Wenlock	436.0 Telychian
435			439.0 Aeronian
440			443.7 Rhuddanian
445			445.6 Hirnantian
450		Late	Katian
455			455.8 Sandbian
460			460.9
465	Ordovician	Middle	Darriwilian
470			468.1 Dapingian
475		Early	471.8 Floian
480			478.6 Tremadocian
485			488.3
490	Cambrian	Furongian	492 Stage 10
495			496 Stage 9
500			499 Paibian
505		Epoch 3	503 Guzhangian
510			506.6 Drumian
515			510 Stage 5
520		Epoch 2	515 Stage 4
525			521 Stage 3
530			528 Stage 2
535		Terreneuvian	Fortunian
540			542

